

# Le magmatisme de la région de Kwyjibo, Province du Grenville (Canada) : intérêt pour les minéralisations de type fer-oxydes associées<sup>1</sup>

Benoît Magrina, Michel Jébrak et Michel Cuney

**Résumé :** Les plutons granitiques situés au nord de la propriété Kwyjibo sont d'âge mésoprotérozoïque et appartiennent au complexe granitique de Canatiche dans la province de Grenville au Québec. Les roches qui les constituent sont calco-alcalines fortement potassiques et méta- à peralumineuses. Elles appartiennent aux séries à magnétite, et leurs caractéristiques en éléments traces les rattachent aux granites intraplaques. Elles se sont mises en place dans un contexte subvolcanique et anorogénique, mais ont subi ensuite une déformation ductile très importante. Les indices à magnétite, cuivre et fluorite de la propriété Kwyjibo sont polyphasés et anté-métamorphiques, débutant par la mise en place de brèches hydrauliques à magnétite, suivies d'un cortège à chalcopryrite, pyrite et fluorite en imprégnation et en filons et se terminant par une phase tardive à uraninite, terres rares et hématite le long de structures cassantes. Les plutons forment deux familles : les granites à biotite et à amphibole d'une part, les leucogranites d'autre part. Les granites à biotite et amphiboles sont très riches en fer et représentent une source potentielle de chaleur et de métaux pour la première phase de minéralisation de type fer-oxyde. Les leucogranites présentent un enrichissement primaire en ETR, F et U, portés principalement par des niobotitanates d'Y, U et ETR (éléments du groupe des terres rares). Ils sont métamictes et ont subi une altération post-magmatique qui a remobilisé l'uranium et les terres rares. Les leucogranites pourraient ainsi être une source de terres rares et d'uranium pour les minéralisations les plus tardives.

**Abstract :** The granitic plutons located north of the Kwyjibo property in Quebec's Grenville Province are of Mesoproterozoic age and belong to the granitic Canatiche Complex. The rocks in these plutons are calc-alkalic, K-rich, and meta- to peraluminous. They belong to the magnetite series and their trace element characteristics link them to intraplate granites. They were emplaced in an anorogenic, subvolcanic environment, but they subsequently underwent significant ductile deformation. The magnetite, copper, and fluorite showings on the Kwyjibo property are polyphased and premetamorphic; their formation began with the emplacement of hydraulic, magnetite-bearing breccias, followed by impregnations and veins of chalcopryrite, pyrite, and fluorite, and ended with a late phase of mineralization, during which uraninite, rare earths, and hematite were emplaced along brittle structures. The plutons belong to two families: biotite-amphibole granites and leucogranites. The biotite-amphibole granites are rich in iron and represent a potential heat and metal source for the first, iron oxide phase of mineralization. The leucogranites show a primary enrichment in REE (rare-earth elements), F, and U, carried mainly in Y-, U-, and REE-bearing niobotitanates. They are metamict and underwent a postmagmatic alteration that remobilized the uranium and the rare earths. The leucogranites could also be a source of rare earths and uranium for the latest mineralizing events.

[Traduit par la Rédaction]

## Introduction

Les gisements de type fer-oxydes hydrothermaux (« iron oxide gold-copper = IOGC ») constituent une vaste famille de minéralisations récemment reconnue. Ils se mettent en place à différents niveaux de la croûte continentale, depuis

des faciès à magnétite et chalcopryrite en profondeur (~6 km) à des faciès épithermaux à hématite, bornite, chalcocite et barytine au voisinage de la surface (Hitzman et al. 1992; Haynes 2000). Les oxydes de fer y sont très abondants et sont associés à Cu, Au, U, Ag, Co, Ni, F, P, Ba et (ou) ETR (éléments du groupe des terres rare). Ces gisements sont

Reçu le 3 février 2005. Accepté le 25 octobre 2005. Publié sur le site Web des Presses scientifiques du CNRC à <http://rcst.cnr.ca>, le 13 décembre 2005.

Production de l'article coordonnée par le directeur scientifique associé J.D. Greenough.

**B. Magrina.** COGEMA BUM/DEX, 78140 Vélizy Villacoublay, France.

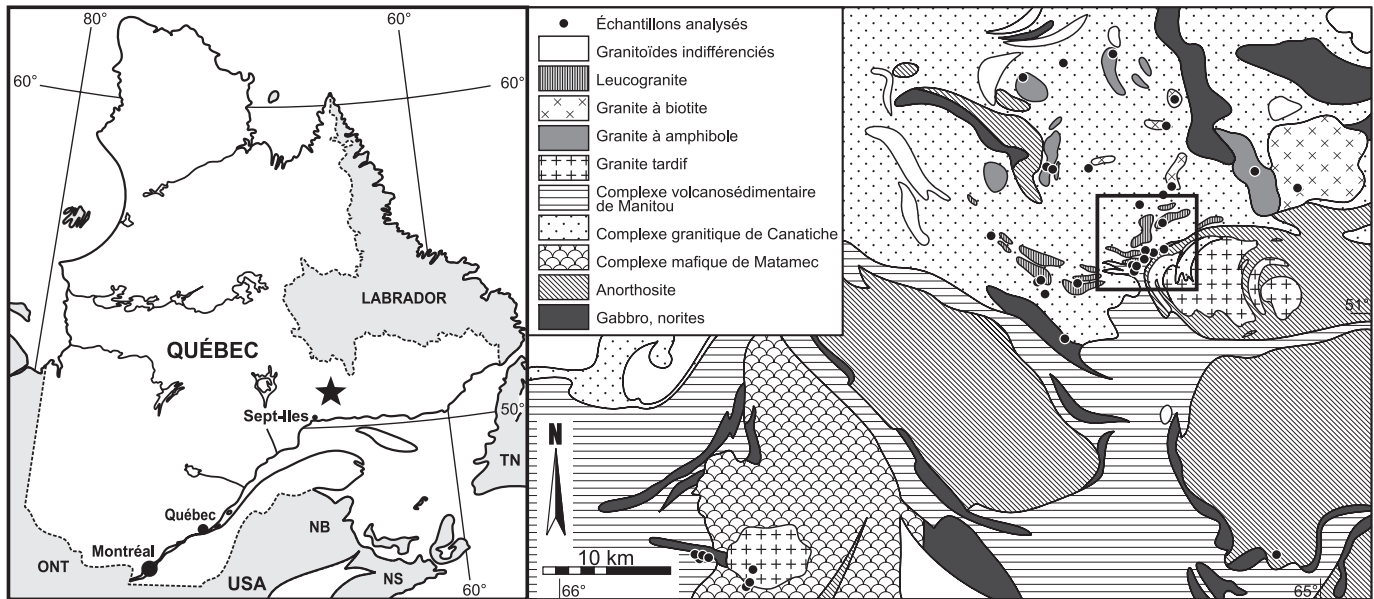
**M. Jébrak.**<sup>2</sup> Université du Québec à Montréal, Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, C.P. 8888, succ. Centre-ville, Montréal, QC H3C 3P8, Canada.

**M. Cuney.** Unité mixte de recherche, Centre national de la recherche scientifique (CNRS) 7566 G2R, Université Henri Poincaré, B.P. 239-54506 Vandoeuvre les Nancy CEDEX, France.

<sup>1</sup>Cet article est un des articles triés sur le volet publiés dans ce numéro spécial consacré à *La Province de Grenville : l'aspect des ressources géologiques et minérales découlant des initiatives de recherche gouvernementales et académiques*.

<sup>2</sup>Auteur correspondant (courriel : [jebtrak.michel@uqam.ca](mailto:jebtrak.michel@uqam.ca)).

**fig. 1.** Carte de localisation des indices de Kwyjibo au Québec et carte géologique mettant l'accent sur les principaux granites et les grands complexes de la région de Kwyjibo; position des échantillons analysés. Le cadre représente la position de la figure 2.



généralement accompagnés d'une altération régionale à albite et minéraux calciques, d'une altération plus locale potassique et d'une zone d'altération superficielle à sérécite. Un lien génétique entre le magmatisme et les gisements de type fer-oxydes a été proposé à de nombreuses reprises du fait de la présence à proximité de la plupart des gisements d'intrusions granitiques de même âge que les minéralisations. C'est le cas des monzodiorites quartziques et des granites felsiques de Roxby Downs à proximité d'Olympic Dam (Reeve et al. 1990), des granitoïdes calco-alcalins potassiques du pluton Balachey dans le complexe magmatique zone de Great Bear au Canada (Hildebrand 1986), des granodiorites et monzonites calcoalcalines à proximité de Panulcillo, Chili (Hopper et Correa 2000), des granitoïdes calcoalcalins du batholite côtier au Pérou (Vidal et al. 1990; Menard 1995; Sillitoe 2003), des monzonites quartziques d'Iron Spring dans le New Jersey (Volkert 1993) ou des monzogranites et syénogranites de Williams et de Naraku, associés à Lightning Creek dans le Nord de l'Australie (Pollard et al. 1998; Perring et al. 2001). Ces relations spatiales et les données géochimiques sur les isotopes stables et les inclusions fluides ont ainsi conduit à proposer un lien génétique entre magmatisme et minéralisations pour ce type de gisements (Hildebrand 1986; Hitzman et al. 1992; Nyström et Henriquez 1994; Sillitoe 2003). Toutefois, le lien entre ces minéralisations et un environnement géotectonique particulier n'est pas encore clairement établi. Les minéralisations de type IOGC sont le plus souvent associées à des contextes distensifs, mais elles apparaissent aussi bien dans des contextes d'arrière arc continental (Chili) que dans des contextes anorogéniques intraplaques, parfois à plusieurs centaines de kilomètres d'un front orogénique (Hitzman et al. 1992; Requia et Fontboté 2000). L'étude du magmatisme constitue donc un élément essentiel pour placer ces gisements dans un contexte géodynamique.

La plupart de ces gisements est exploitée pour le cuivre, l'or, l'argent ou les terres rares, mais quelques-uns contiennent

des teneurs économiques en uranium, tel Olympic Dam. Ainsi, malgré sa teneur moyenne relativement faible (0,06 %  $U_3O_8$ ), ce gisement a produit 3375 t d'uranium en 2003, soit 9 % de la production mondiale. L'uranium est exploité dans les zones à hématite plus superficielles (<3 km), tandis que les teneurs sont plus faibles dans les niveaux profonds à magnétite. Plusieurs autres gîtes présentent des enrichissements significatifs en uranium, en particulier dans le Protérozoïque de l'Australie, tels que Mary Kathleen, Monakoff et Mount Painter (Oliver et al. 1999). Les gîtes à Cu–Zn–U de la région de Monakoff appartiennent au district des gisements méso-protérozoïques de type fer-oxyde du Cloncurry, au sud de Ernest Henry. Ils montrent des enrichissements en métaux de base (Cu–Pb–Zn), métaux précieux (Au–Ag), cobalt et uranium, avec de la magnétite, de la barytine, de la fluorite et des carbonates. Il s'agit de zones de cisaillement recoupant des formations de fer et des métadolérites. Les minéralisations y sont clairement tardives par rapport aux premiers dépôts de fer oxydés. Dans la région de Mount Painter ont été exploités de petits gîtes filoniens à hématite, uranium, cuivre, niobium et terres rares tel que Radium Ridge. Les causes de l'enrichissement en uranium dans les gisements de type IOGC restent également mal connues. Les plutons associés aux minéralisations sont-ils enrichis en uranium ? L'uranium y est-il lessivable par des solutions hydrothermales ?

Le Grenville contient de nombreux indices et gisements de type IOGC : (i) les migmatites et skarns à magnétites de Lyon Mountain et Benson Mines (NY) (McLelland et al. 2004); (ii) Pea Ridge, Pilot Knob, Bourbon au Missouri (Song et al. 2002); (iii) les gisements de la région de Kiruna en Scandinavie (Nyström et Henriquez 1994; Edfelt et al. 2004). Au Canada, plusieurs indices et gisements ont été rattachés à ce type au nord-est de la province de Grenville, en particulier à Michelin, dans la province de Churchill au Labrador (Ghandi 1978; Wilton et Longrich 1993).

Situés à 120 km au nord-est de Sept Îles (fig. 1), le district

de Kwyjibo renferme des minéralisations à Fe, Y, P, F, Cu, Ag et ETR avec des teneurs anormales en Th, U, W, Mo, Zr, Au (Clark 2003). Ces indices ont d'abord été décrits comme étant de type skarn, mais sont maintenant reconnus comme appartenant à la famille des gisements IOGC (Chevé et al. 2001; Cayer 2001; Clark 2003; Gauthier et al. 2004). L'objectif de la présente étude est de contribuer à la compréhension des relations entre magmatisme et minéralisation de type IOGC à uranium sur l'exemple du district de Kwyjibo. Une caractérisation pétrographique et géochimique des différentes phases plutoniques et des minéraux hôtes de métaux a été réalisée. Afin de déceler une possible contribution magmatique de granitoïdes plus tardifs, mais n'affleurant pas à proximité immédiate des indices, le granite de Bigot, un granite tardif peu déformé situé à 20 km au sud-ouest du district, a également été étudié.

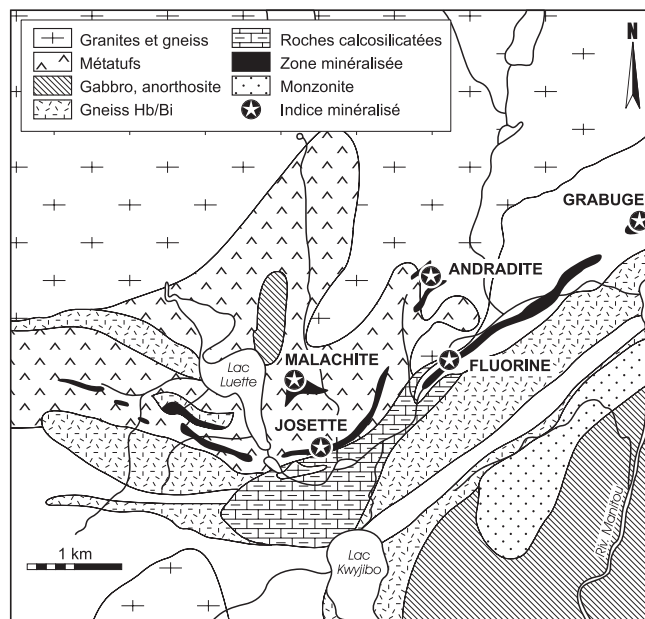
## Contexte géologique

La province de Grenville forme une bande de 300 à 600 km de large sur 2000 km de long bordant le Sud du craton du Supérieur. C'est une zone de suture continentale s'étendant du Labrador au Nouveau Mexique. La province est limitée au nord par le Front du Grenville, généralement chevauchant sur la bordure du craton, et au sud par les terrains cambro-ordovicien transgressifs des Appalaches. La province a été divisée en plusieurs domaines : parautochtone archéen et protérozoïque, et les allochtones polycyclique et monocyclique suivant le nombre de phases orogéniques qu'ils ont subies (Rivers et al. 1989). La province s'est formée par accretion au cours de deux orogénèses de type andin avec subduction et développement de bassins d'arrière-arc durant le Pinvarien (1495–1445 Ma) et l'Elzévirien (1250–1190 Ma), puis par collision durant l'orogénèse grenvillienne (1090–990 Ma) de type himalayen durant laquelle ont été définies trois phases de raccourcissement (Rivers et Corrigan 2000). Ces phases marqueraient l'achèvement de la formation du super-continent Rodinia autour de 1000 Ma (Karlstrom et al. 2001). Ces phases orogéniques sont séparées par des phases de relâchement des contraintes régionales. Durant ces périodes, de nombreux complexes d'anorthosite se mettent en place à l'échelle de la province à 1640 Ma, à 1360 Ma, à 1150 Ma et à 1060 Ma (Emslie et Hunt 1990). Ces périodes favorisent également le développement de rifts tels celui du Wakeham auxquels sont associés des granites rapakivi datés à 1497 Ma (Machado 1999; Madore et al. 1997). La mise en place de la suite felsique d'Olomane au nord-est du Wakeham indiquerait la présence d'un second rift continental à 1240 Ma (Cayer 2001).

Les indices de Kwyjibo se situent dans la zone allochtone polycyclique et dans la zone interne de magmatisme de la province de Grenville (Rivers et al. 1989; Gower 1996). Ils se localisent au sud du massif granitique de Canatiche, à la limite avec le complexe volcano-sédimentaire de Manitou (fig. 2). Ce dernier forme une écaille pincée entre le Complexe de Matamec et le Complexe de Canatiche et avec laquelle est structuralement imbriqué l'anorthosite de La Tortue (Gobeil et al. 1999).

Le Complexe de Canatiche est composé de granites peu déformés et d'orthogneiss granitiques de compositions variées, contenant des enclaves d'anorthosite et de forma-

fig. 2. Carte de localisation des indices de Kwyjibo.



tion de fer associées à des unités calcosilicatées. Les granites de ce massif forment des sills et des batholites recoupés par des dykes granitiques ou pegmatitiques déformés, eux-mêmes recoupés par des dykes rectilignes. Ils ont été associés à un contexte intraplaque (Chevé et al. 1999). Le métamorphisme varie entre les faciès amphibolite et granulite. Différentes phases magmatiques du Complexe de Canatiche ont été datées par méthode U/Pb sur zircon : un leucogranite à magnétite à  $1168 \pm 6$  Ma (Chevé et al. 1999) et le plus vaste des plutons, situé au centre-est de la zone étudiée, à  $1181 \pm 2$  Ma (Chevé et al. 2001). Ce massif s'est donc mis en place en fin d'orogénèse elzévirienne.

Le Complexe de Manitou est un assemblage gneissique métavolcanique et métasédimentaire contenant des unités calco-silicatées, témoignant d'une mise en place dans un contexte de talus continental (Chevé et al. 1999). Il contient également des intrusions mafiques et felsiques datées à 1168 et 1140 Ma (Chevé et al. 2001).

Le complexe de Matamec est essentiellement composé de gabbronites et contient des paragneiss ainsi que des granitoïdes intermédiaires à felsiques (Saint Germain et Corriveau 2003). Un granite et une mangérite y ont été datés à 1371 Ma (Gobeil et al. 1999). Il a été chevauché sur le Complexe de Manitou durant l'orogénèse grenvillienne. Il est recoupé par le granite de Bigot qui forme un pluton circulaire post-orogénique daté à 1030 Ma (Gobeil et al. 1999).

Les indices de Kwyjibo sont situés à 1 km au nord du front de chevauchement de l'anorthosite de la Tortue (Chevé et al. 1999). Les bandes minéralisées en sont séparées par une bande de gneiss quartzo-feldspathique leucocrate à biotite, amphibole et accessoirement grenat appartenant au complexe de Manitou. Les minéralisations sont disposées selon deux bandes parallèles de brèches à magnétite, localement accompagnées de niveaux à fluorite, qui s'étendent sur une dizaine de kilomètres selon une direction est-ouest, parallèlement aux structures tectoniques régionales et à la stratification; leur puissance varie de 1 à 60 m. Ces brèches à ciment de

**Tableau 1.** Caractéristiques pétrographiques et géochimiques des différentes familles de granites de la région de Kwyjibo.

	Granite à amphibole	Granite à biotite	Leucogranite	Granite de Bigot
Enclaves	Roches mafiques déformées	Pas observée	Pas observée	Pas observée
Minéralogie	Amphibole, biotite, magnétite, titanite	Biotite, magnétite, titanite	Magnétite	Amphibole, biotite, magnétite, titanite
Accessoires	Fluo, ép, pyr, zr, allanites,	Zr,tit	Bi, tit, zr, niobotitanates	Zr, mz
Couleur	Gris	Rose	Blanc-gris	Rose
Granulométrie	Grossier	Variable	Fin	Moyen à pegmatitique
Déformation	Moyenne à forte	Variable	Faible	Faible
Radiométrie (coups/s)	100	50–150	50–500	120–1500
Morphologie	Sill	Variée	Plutons allongés et dykes	Pluton circulaire et dykes
Géochimie des éléments majeurs	Entre subalcalin K et calco-alcalin	Calco-alcalin K	Peralumineux à méta-alumineux	Peralumineux
(La/Gd)N	3–5,5	1,8–11	2,1–9	0,5–10
(Gd/Yb)N	0,6–1,6	0,3–4	0,3–1,7	0,4–14
(Eu/Eu*)	0,3–1	0,1–0,6	0,3–0,5	0,1–0,6
Age (Ma)	1181			1030

**Nota:** fluo, fluorine; ép, épidote; pyr, pyrite; zr, zircon; bi, biotite; tit, titanite; mz, monazite.

magnétite et les minéralisations sont polyphasées (Clark 2003; Gauthier et al. 2004). Quatre paragenèses peuvent être distinguées : (1) un stade granophile à chalcopryrite, molybdénite, albite et microcline ; (2) un stade à magnétite, avec apatite; (3) un stade principal de minéralisations à pyrite et chalcopryrite, montrant des enrichissement en ETR, U, Au, Mo, F, et U; (4) et un stade tardif à hématite spéculaire. Les principaux minéraux porteurs de terres rares sont l'allanite et l'apatite, mais de nombreux autres silicates et oxydes de terres rares ont été mis en évidence (voir ci-après).

Les minéralisations sont entourées par une zone enrichie en potassium d'environ 1 km de large de part et d'autre des bandes minéralisées. Par contre, l'indice Andradite (fig. 2) est entouré d'une altération sodique. Une zone d'altération calcique (sidérite, ankérite, chlorite et épidote) proximale borde les minéralisations au sud de la zone minéralisée (Cayer 2001). Bien que la magnétite ait clairement subi une phase de déformation ductile, les datations U/Pb de l'allanite, de la titanite et de la pérovskite des indices Josette et Grabuge donnent des âges respectifs de 972 et 951 Ma, ce qui suggère une mise en place très tardive (Gauthier et al. 2004).

## Méthodologie

La radioactivité a été mesurée sur le terrain par un scintillomètre SPP2. Un total de 44 échantillons a été analysé par ALS Chemex (Vancouver, Colombie-Britannique) et Acme Analytical Laboratories Ltd. (Vancouver, Colombie-Britannique). Ils ont été pulvérisés à 75 µm. Ils ont subi une fusion au métaborate de lithium. Les éléments majeurs ont été analysés par ICP-AES (« inductively coupled plasma – atomic emission spectrometry »), les traces et terres rares par ICP-MS (« ICP – mass spectrometry »), Si et Ti par INAA (« instrumental neutron activation analysis »). Dix-neuf échantillons ont été également analysés pour les métaux usuels et précieux par ICP-MS après digestion à l'eau régale. Dix

échantillons ont été analysés pour le fluor à l'université McGill (Montréal, Québec) par chromatographie.

Des autoradiographies ont été réalisées sur les échantillons ayant les plus hautes teneurs en uranium et terres rares en roche totale afin de localiser les phases uranifères. Les minéraux ont ensuite été analysés au microscope électronique à balayage Toshiba (Université du Québec à Montréal, Québec) et avec une microsonde Cameca SX50 (Université Poincaré, Nancy).

## Pétrologie

Les minéralisations de Kwyjibo sont encaissées par des orthogneiss granitiques recoupés régionalement par de nombreux granites. On examinera ici la pétrologie de ces roches sur la base d'observations pétrographiques, d'une minéralogie détaillée et d'analyses lithogéochimiques. Leurs principales caractéristiques figurent dans le tableau 1.

### Pétrologie des roches encaissantes des minéralisations

Les minéralisations de Kwyjibo sont encaissées dans des orthogneiss leucocrates à quartz-microcline et magnétite, à grain fin et de couleur gris sombre à légèrement rosé. Les roches ont une texture granoblastique polygonale; elles sont composées de quartz, microcline, biotite, amphibole, titanite et accessoirement fluorite et grenat. Elles contiennent parfois de lentilles à quartz-microcline légèrement déformées pouvant atteindre 1 cm. La biotite est chloritisée. De l'amphibole verte, le plus souvent xénomorphe, est parfois présente et généralement très déchiquetée; elle contient de petites inclusions globuleuses de quartz et de fluorite. La magnétite est omniprésente, en inclusion dans les quartz et feldspaths, ou en agrégats polycristallins formant des amas lobés centimétriques allongés parallèlement à la foliation. Sa mise en place serait donc antérieure ou synchrone de la déformation. Les petites magnétites incluses dans les quartz et feldspaths sont titanifères. Elles peuvent contenir jusqu'à



35 % poids de  $\text{TiO}_2$ , tandis que les grandes magnétites interstitielles sont uniquement ferrières avec moins de 0,5 % poids de  $\text{TiO}_2$ . Les minéraux accessoires sont des amphiboles bleu-vert (pargasites ou arfvedsonites), de l'andradite, de la calcite très tardive, de l'allanite en grands cristaux et en agrégats associés aux amphiboles et biotites, et de la zoisite métamorphique en agrégats bordant les cristaux de titanite et couronnant parfois ceux d'allanite. Des minéraux radioactifs en inclusion dans la fluorite et dans les allanites correspondent à des uranothorites ou des niobo-titanates. Dans de rares cas, les feldspaths sont altérés en illite.

Certains niveaux sont plus mafiques et composés de hornblende, biotite et magnétite et correspondent possiblement à des couches de laves mafiques métamorphisées. À proximité de l'indice Fluorite se rencontrent des niveaux décimétriques d'andradite massive stratiforme (grenatite), parallèles à la stratigraphie régionale, inclus dans les méta-tufs et pouvant se suivre sur plusieurs dizaines de mètres. Ils pourraient résulter du métamorphisme ou du metasomatisme de niveaux lithologiques calcosilicatés. Plus rarement, on observe de la cordiérite poecilitique ainsi que des traces de barytine à proximité des indices et de la pyrite parfois incluse dans les magnétites.

Ainsi, la série encaissante correspond vraisemblablement à d'anciennes laves acides et basiques, à des tufs à lapilli et blocs et à des grès feldspathiques. Cette série implique donc l'existence d'un volcanisme bimodal. Un terme de cet encaissant a été interprété par Clark (2003) comme un leucogranite et daté à  $1174 \pm 3$  Ma.

Les gneiss sont déformés par des plis isoclinaux d'échelle métrique à plurimétrique plongeant à  $38^\circ$ – $45^\circ$  vers le sud-ouest.

### Pétrologie des granites

Les granites se rencontrent en laccolithes dont certains sont sub-circulaires, d'autres allongés, ainsi qu'en sills et en dykes rectilignes ou plissés, localement pegmatitiques et dont l'épaisseur varie de quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres. Sur la base de la minéralogie, on peut reconnaître des granites à amphibole, des granites à biotite, des leucogranites, et le granite de Bigot à biotite  $\pm$  amphibole.

### Granites à amphibole

Ils forment des massifs allongés de quelques kilomètres affleurant dans le centre et l'est de la zone étudiée (fig. 1). Ils présentent des contacts nets avec les roches encaissantes. L'un d'entre eux est un sill à faible pendage. Ces granites sont localement foliés nord-sud et sont recoupés par des pegmatites. Leur radioactivité  $\gamma$  n'excède pas 100 coups/s. Ils contiennent des enclaves de roches mafiques fortement plissées et à contacts diffus. Ils se distinguent par leur faible signature magnétique à l'échelle régionale (Dion et Gobeil 2003).

Ce sont des granites et granodiorites les plus grossiers, contenant 5 % à 10 % de minéraux ferromagnésiens. Les plagioclases sont généralement majoritaires par rapport aux feldspaths potassiques sous forme de microcline. Les minéraux ferromagnésiens forment des amas polycristallins composés de magnétite, biotite, amphibole, titanite et localement épidote. Ces granites contiennent de la hornblende verte primaire subautomorphe, montrant une corrosion avec formation

d'hématite secondaire en périphérie, et une seconde génération d'amphibole contenant des inclusions globuleuses de quartz et feldspath pouvant provenir de la déstabilisation de pyroxènes. Les biotites sont automorphes, allongées et orientées, fréquemment chloritisées; elles ont une composition proche du pôle annite. La magnétite se trouve en petites inclusions dans les quartz et feldspaths, mais aussi en plus gros cristaux interstitiels. La titanite se présente en cristaux isolés automorphes primaires et en agrégats de cristaux xénomorphes à subautomorphes en périphérie des biotites, amphiboles et magnétites. Les minéraux accessoires sont la fluorite, l'apatite (ponctuellement riche en uranium), les zircons, le polycrase à Y–Ce–U–Th et des thorites uranifères pouvant être enrichies en terres rares légères. Sur certains échantillons, de l'allanite secondaire, riche en cérium, cristallise en petits nodules autour des épidotes.

### Granites à biotite

Ils sont situés dans le quart nord-ouest de la zone (fig. 1). Cette famille est la moins homogène, avec des granulométries et des degrés de déformation variables. Le rapport plagioclase–microcline est variable avec une légère prédominance du microcline. Les biotites et magnétites se présentent sous forme d'agrégats polycristallins orientés. Des titanites métamorphiques se développent à leur périphérie. Les teneurs en biotite varient de 1 % à 5 %, tout comme celles en magnétite. Ces granites contiennent deux générations de magnétite, la première composée de petits cristaux riches en titane et inclus dans les quartz et feldspath, la seconde plus grossière est pauvre en titane.

Les minéraux accessoires sont : (1) des niobotitanates en moindre quantité que dans les leucogranites; (2) du zircon, généralement métamicté, dont certains grains sont petits et xénomorphes tandis que d'autres sont plus gros et postérieurs aux grosses magnétites; (3) des épidotes (jusqu'à 1 % en abondance); (4) des allanites-Ce; (5) des carbonates de Ce–La dans des microfractures en périphérie des allanites, témoignant de la remobilisation tardive des ETR dans ces minéraux (fig. 3b). En outre, on observe la cristallisation d'ilménite à manganèse en périphérie des biotites, ainsi qu'un enrichissement en terres rares légères dans certains clivages des biotites. On observe localement des surcroissances en épitaxie des plagioclases.

### Leucogranites

Ce sont les plutons allongés ESE–WNW se situant dans le prolongement des indices minéralisés de Kwyjibo, ainsi que deux petits plutons ayant une morphologie similaire situés au nord-ouest de la zone. Ces granites se trouvent également sous forme de dykes orientés  $N20^\circ$  à proximité des indices. Ces dykes présentent parfois des faciès pegmatitiques en bordure. Leur radioactivité  $\gamma$  est variable de 50 à 500 coups/s avec une moyenne avoisinant les 150 coups/s. Ce sont des plutons à contacts francs, et ils marquent une anomalie magnétique positive sur la carte régionale aéroportée (Dion et Gobeil 2003).

Ce sont des granites très siliceux, à granulométrie fine, essentiellement quartzo-feldspathiques. Le microcline est très abondant, les plagioclases y sont altérés en calcite et micas blancs, et sont hématisés. Ils contiennent moins de 1 % de biotite et magnétite. Les cristaux de quartz ont des contours

**Tableau 2.** Analyses géochimiques de roches totales des différentes lithologies.

Encaissant			Bigot				Leucogranite	
	c77	41	90	88	85	c293	c57	78
Nordant:	5652804	5657802	5634753	5634778	5634828	5633839	5660217	5656667
Estant:	335212	340582	306962	306327	306123	310453	329352	333194
SiO <sub>2</sub> (Poids %)	63,3	70,6	64,3	74,2	73,68	71,1	73,06	73,7
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,07	0,005	0,005	0,04	0,29	0,17	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,01	11,88	19,64	13,78	12,38	14,35	13,04	13,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,66	4,36	0,88	2,24	4,49	2,91	2,15	1,4
MnO	0,03	0,01	0,005	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03
MgO	0,36	0,1	0,05	0,03	0,09	0,36	0,45	0,1
CaO	1,14	0,15	0,92	0,83	0,63	0,98	0,88	0,74
Na <sub>2</sub> O	0,93	1,28	7,23	4,31	3,62	3,73	3,47	3,94
K <sub>2</sub> O	9,09	8,73	5,01	4,4	5,03	5,36	5,19	4,69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,01	<0,01	0,42	0,04	0,005	0,1	0,1	0,03
PAF	0,3	0,5	0,5	0,3	0,44	0,4	0,78	0,2
Total	97,07	97,68	98,96	100,175	98,425	99,61	99,32	98,48
Ba	1685	491	593	46	65	1025	951	157,5
Co	6,5	3,5	1,5	1,5	1,5	3	4	1
Cr	<1,0	<1,0	10	<1,0	30	<1,0	210	<1,0
Cs	1,8	2,5	2	1,3	2,4	1	2,5	1,6
Ga	42	32	63	43	35	32	22	32
Hf	22	13	97	3	4	11	7	6
Nb	97	87	20	37	62	50	31	102
Ni	25	35	15	5	20	5	45	5
Rb	404	295	404	313	273	189	371	414
Sn	20	7	2	4	5	3	5	2
Sr	32	30,2	134,5	15,4	20,4	139,5	128,5	31,3
Ta	6,5	8	11	6,5	6	4	2	7
Tb	3,1	0,6	21,5	1,1	0,6	1,9	1,2	1
Th	19	17	882	6	17	34	59	39
U	5,5	12	27,5	2,5	3,5	6,5	3,5	20
V	10	30	5	<19	<10	5	<10	<10
W	13	3	10	<10	4	<10	6	1
Y	117,5	22	116	128	25	46	41	64,5
Zn	40	15	10	50	35	50	45	35
Zr	882	315	2320	52,5	76,5	364	212	117,5
La	80,5	24	1645	2,5	11,5	168	93,5	16,5
Ce	169,5	46	3600	4,5	19,5	311	177	42
Pr	22,1	5,2	440	0,7	2,1	34,3	17,5	3,9
Nd	83	17	1380	3,5	8	195	57	13
Sm	18,2	3,5	269	2,3	2,5	16,9	9	4,2
Eu	3,3	0,4	6,5	0,4	0,4	2,7	1,2	0,5
Gd	16,4	3,2	178,5	3,9	2,7	13,9	8,8	4,4
Dy	18	3,8	65,7	7,7	4,7	8,9	7,5	7,1
Ho	4,1	0,9	8,6	1,9	1	1,7	1,6	1,8
Er	12,2	2,5	21,6	6	2,9	4,7	4,7	6,2
Tm	2	0,4	1,9	1,1	0,5	0,7	0,7	1,2
Yb	11,9	2,6	10,9	7,2	3,2	4,1	4,2	9,5
Lu	1,9	0,4	1,6	1,2	0,5	0,6	0,6	1,7

Leucogranite		Granites à biotite				Granites à amphibole			
74	67	c27	72	68	51	64	81	80	50
5757673	5673872	5664789	5655600	5672721	5665326	5663453	5662631	5665553	5634940
333425	335027	315691	333695	331913	350226	343006	341127	337043	351940
73,7	74,7	69,9	65,9	67,36	75,33	71,5	74	70,2	68,1
0,05	0,04	0,25	0,24	0,49	0,16	0,15	0,11	0,31	0,26
13,41	13,09	13,98	14,48	13,85	10,9	14,09	11,94	12,87	13,01
1,71	1,24	3,17	5,35	5,17	3,51	2,49	0,04	0,05	0,07
0,03	0,02	0,03	0,03	0,08	0,06	0,05	0,04	0,05	0,07
0,16	0,11	0,45	0,75	0,78	0,09	0,18	0,16	0,2	0,21
0,84	0,74	0,93	1,09	1,47	0,3	0,98	0,64	0,7	0,91
3,44	4,45	3,54	3,96	3,63	3,46	5,29	4,1	4,28	4,14
4,99	3,69	5,1	4,49	5,18	4,69	3,46	4,46	4,14	4,47
0,12	0,05	0,16	0,11	0,14	< 0,1	0,08	0,15	0,14	0,03
0,2	0,5	0,5	0,9	0,66	0,31	0,4	0,4	0,2	0,6
98,65	98,63	98,01	97,3	98,81	98,81	98,67	99,96	98,27	95,68
450	123	716	1150	1010	90,5	616	554	1160	744
1,5	1,5	3,5	6	6,5	2	2,5	2	2,5	2
<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	40	60	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0
3,8	1,7	0,4	1,5	1,6	0,3	0,9	1,4	0,9	1,4
26	29	25	26	27	36	26	32	28	31
5	4	10	16	16	18	8	13	16	17
55	60	19	57	69	96	110	45	33	57
5	10	10	15	25	25	5	15	5	5
393	266	222	185	222	164	105	122	107,5	122,5
6	1	1	4	8	7	11	3	4	4
105	63,7	148,5	253	190,5	13,3	92,2	39,3	215	63,9
7,5	3,5	0,5	4	4	6,5	9,5	3,5	2,5	3,5
0,9	0,7	1,4	2,9	3,9	4,3	2,7	3,9	1,6	3,2
60	31	60	65	61	28	116	17	10	16
27	13,5	1,5	3	3	6,5	17	3,5	2,5	2,5
<10	<10	19	15	5	5	< 10	< 10	15	< 10
3	2	<10	3	4	10	1	3	1	< 10
30	39,5	28	72,5	108	138,5	102	111	50	91
25	15	50	65	85	20	35	45	30	75
144,5	83,5	310	626	583	527	215	503	645	588
64	7,5	135	299	237	91	65,5	95,5	41	91
124	15,5	273	515	492	213	175,5	205	90	188,5
13,6	2	28,5	55,2	51,7	26,3	17,9	26,8	11,3	25
40	7,5	89,5	164	180	104	61,5	103,5	42	92
6,9	2,6	14,5	25,4	29,5	24,4	15,1	23,7	9,6	20
0,6	0,4	1,6	3,3	2,7	1,3	1,5	2,8	3	3,5
6	2,7	11,1	22	27,8	24	13	20,8	8,6	17,7
4,5	4,8	5,7	13,4	20,5	26,8	17	21,5	8,7	17
1	1,2	1,1	2,8	4	5,6	3,9	4,5	1,9	3,6
2,9	4	3,1	8,1	11,9	16	11,6	12,4	5,7	10,2
0,5	0,8	0,4	1,2	1,7	2,4	2	1,8	0,9	1,5
3,3	5,3	2,3	7,1	10,2	14,4	13,6	10,4	5,9	9,6
0,6	1	0,4	1,1	1,5	2	2,1	1,6	1	1,5

**Tableau 3.** Analyses de niobotitanates en pourcentages massiques d'oxydes.

	74-1	74-2	74-3	74-4	75-1	75-2	75-3	78-2a	78-2b
	Euxénite	Euxénite	Euxénite	Euxénite	U Polycrase	U Polycrase	Si Euxénite	U Yttrobéatite	Yttrobéatite
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,215	1,501	0,188	3,469	<l.d.	2,838	0,533	<l.d.	<l.d.
SiO <sub>2</sub>	5,204	5,445	5,464	11,125	<l.d.	13,01	5,091	<l.d.	0,056
Na <sub>2</sub> O	0,051	0,092	0,136	1,008	0,115	0,159	0,239	0,203	0,022
K <sub>2</sub> O	0,139	0,258	0,227	0,253	0,735	0,238	0,509	<l.d.	0,057
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,025	0,007	<l.d.	0,008	<l.d.	0,184	0,063	0,019	< l.d.
FeO	4,031	4,176	3,184	1,312	1,174	4,594	0,834	1,09	0,906
MnO	0,312	0,335	0,15	0,768	2,136	0,023	0,089	0,539	0,599
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,331	3,599	5,185	2,072	0,174	7,992	1,225	0,377	0,308
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,113	0,596	0,268	0,373	0,015	0,081	0,454	2,316	1,892
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,947	1,092	1,067	0,24	<l.d.	0,376	0,183	14,207	13,95
CaO	3,835	2,276	1,889	2,105	0,484	0,537	1,232	1,326	3,117
PbO	0,793	1,148	0,622	0,699	2,159	0,621	<l.d.	1,462	0,822
UO <sub>2</sub>	1,788	1,991	5,725	36,277	27,343	10,664	48,764	8,977	7,977
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	43,983	47,247	44,11	15,479	34,712	21,88	24,811	25,903	28,102
TiO <sub>2</sub>	9,04	7,183	7,84	8,297	14,966	10,172	1,423	21,362	20,936
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,899	1,661	1,267	0,549	2,978	2,466	0,141	0,513	0,732
ThO <sub>2</sub>	1,164	2,22	1,022	2,629	0,12	0,023	<l.d.	4,658	4,49
ZrO <sub>2</sub>	<l.d.	<l.d.	<l.d.	0,802	<l.d.	<l.d.	0,674	0,155	<l.d.
Total	78,87	80,827	78,344	87,465	87,111	75,858	86,265	83,107	81,966

**Nota:** l.d., limite de détection.

irréguliers. Ils contiennent quelques rares petites biotites automorphes primaires et parfois des petites magnétites sub-automorphes. Ils se caractérisent par leur abondance en minéraux accessoires : zircons, niobotitanates, épidotes principalement ainsi que quelques cristaux de thorite, allanite et parfois de la fluorite. Les magnétites sont biphasées, une phase plus riche en titane se développant le long de leurs clivages. Les niobotitanates sont entourés d'une phase plus riche en silice en périphérie ainsi que de minéraux xénomorphes de terres rares de compositions variables : bastanaësite et niobosilicates de terres rares qui se développent également le long de fractures disposées d'une manière radiale.

### Granite de Bigot

Il forme une intrusion circulaire recoupant le complexe de Matamec, et se prolonge vers l'ouest sous la forme du dyke composite de Nipisso composé de granites, pegmatites et gabbronorite ophitique à biotite (Gobeil et al. 1999). Ce granite est peu déformé. Il montre de fortes variations de la granulométrie. Le dyke et le granite circulaire ont des signatures magnétiques positives régionales similaires.

Le granite a une texture granoblastique hétérogranulaire, le plus souvent orientée. Le quartz s'y présente en grandes plages polycristallines, il est parfois fumé et peut former des myrmékites. Le feldspath potassique est dominant et présente souvent des perthites en lits et des perthites de remplacement. Le plagioclase est altéré. La biotite est toujours présente mais dans des proportions variables allant de 2 % à 8 %; elle est altérée en chlorite. La muscovite y est rare, mais a été observée dans quelques échantillons. Titanite, zircon, magnétite et pyrite sont accessoires.

Un échantillon se démarque par de fortes teneurs en terres rares ( $\Sigma$  ETR > 5000 ppm; tableau 2) et une signature radio-métrique à 1100 coups/s due principalement au thorium.

C'est une roche à texture granoblastique polygonale, sans quartz. Elle contient deux générations de feldspaths. La première est composée de grand cristaux de feldspath potassique, brisés et fortement altérés en muscovite se développant le long des plans de clivage. Les macles de Carlsbad sont déformées. La seconde génération de feldspath se développe de façon interstitielle et en remplacement des précédents. Cet échantillon contient 2 % à 3 % de cristaux de monazites entourées d'un halo argilisé dans les feldspaths. Sa composition est celle d'une syénite, mais les déformations et métasomatoses subies par la roche peuvent faire douter du caractère primaire de cette composition. Il pourrait donc s'agir d'une épisylénite (Cathelineau 1986) dont l'absence de cavité de dissolution de quartz serait due à la recristallisation de la roche.

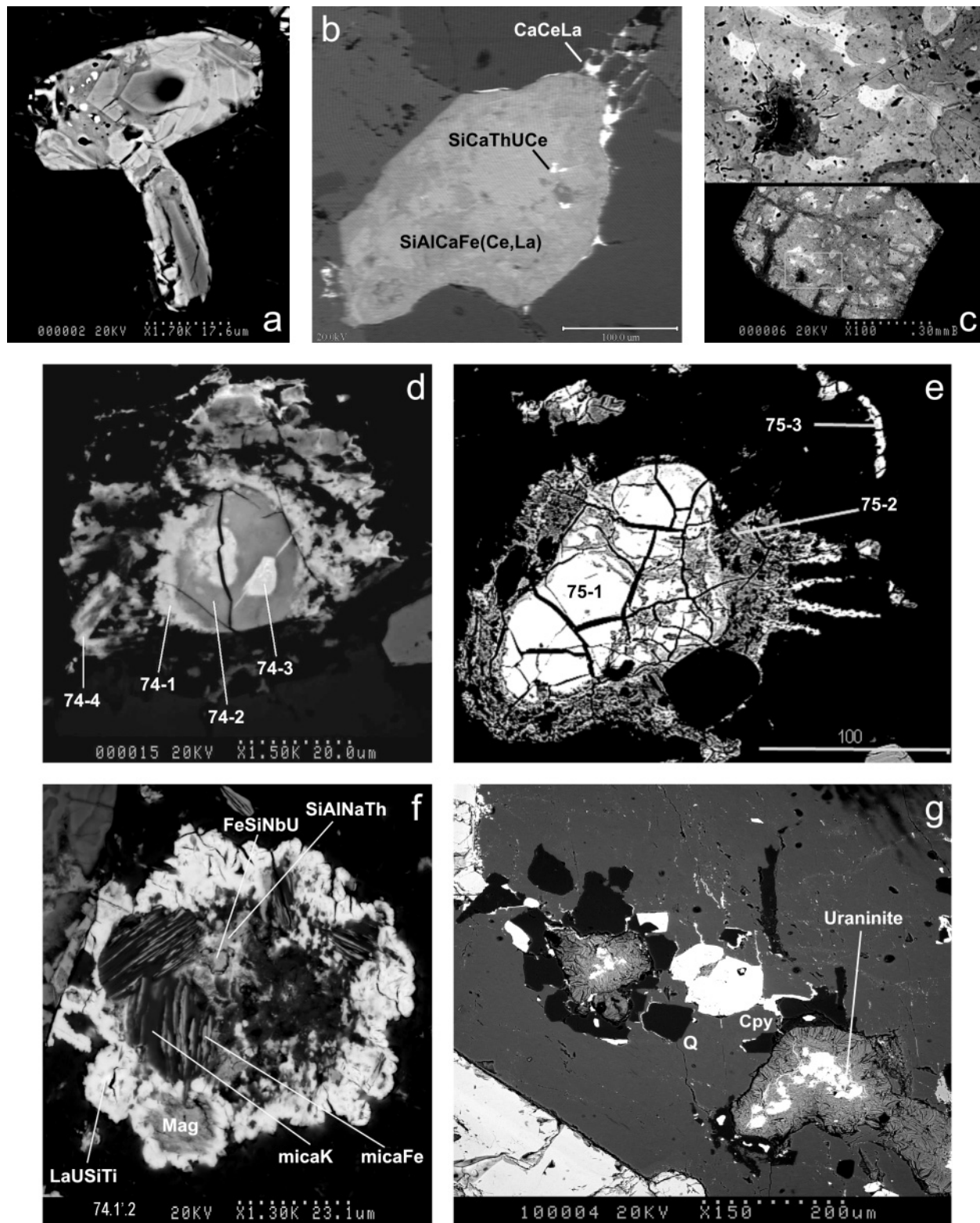
### Minéralogie de U, Th et ETR de granites

On a identifié principalement des oxydes d'uranium, de thorium, de niobium et titane. Les seules uraninites observées dans les granites se trouvent sous forme de cristaux micrométriques disposés parallèlement aux auréoles de croissance dans des zircons trapus et automorphes (fig. 3a). Un minéral d'uranium a aussi été identifié comme phase micrométrique dans certaines thorites.

Les principaux porteurs d'uranium sont les niobotitanates qui se trouvent dans tous les leucogranites et plus rarement dans les autres granites. Leur taille excède rarement 20  $\mu$ m. Dans les leucogranites, ils appartiennent à deux familles distinctes (tableau 3), les euxénites (Nb > Ti), polycrases (Ti > Nb) de formule générale AM<sub>2</sub>O<sub>6</sub>, et les pyrochlores (Nb > Ti), bétafites (Ti > Nb) de formule A<sub>(2-x)</sub>M<sub>2</sub>O<sub>6</sub>, où A correspond principalement à des terres rares, à l'uranium, ou du calcium, et M au niobium, au titane et au tantale (Hogart 1977). Trois minéraux sont les plus fréquents :



**fig. 3.** Photographies de quelques minéraux porteurs d'uranium et de terres rares à Kwyjibo. (a) Uraninites incluses dans un zircon, parallèlement aux auréoles de croissance. (b) Diffusion de terres rares en périphérie d'une allanite. (c) Yttrobétafite automorphe montrant des variations internes de composition. (d) Cristal primaire d'euxénite dont la partie périphérique a été lessivée de son U et ETR qui ont recristallisés sous forme de minéraux secondaires en périphérie. (e) Cristal xénomorphe de polycrase et minéraux secondaires d'uranium et ETR ayant cristallisé dans des fractures radiales. (f) Cristallisation secondaire d'un minéral à La et U en périphérie d'une biotite chloritisée. Mag, magnetite. (g) Uraninites, chalcoppyrite (Cpy) et quartz (Q) le long d'une fracture dans de l'andradite.



**Tableau 4.** Analyses de thorites en pourcentages massiques d'oxydes.

	Thorite-U	Thorite-Y	Thorite-Ce	Thorite-Nb
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,374	0,767	<l.d.	1,792
SiO <sub>2</sub>	17,941	20,707	18,168	12,485
Na <sub>2</sub> O	<l.d.	<l.d.	<l.d.	0,059
K <sub>2</sub> O	0,031	0,038	0,004	0,064
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,441	0,1	0,005	1,205
FeO	0,063	0,887	0,483	5,094
MnO	<l.d.	0,1	0,959	0,089
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<l.d.	0,851	3,971	1,661
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<l.d.	0,422	<l.d.	0,757
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,352	5,857	1,059	6,192
CaO	<l.d.	3,266	2,15	0,488
PbO	4,179	0,25	0,371	<l.d.
UO <sub>2</sub>	12,089	8,38	8,337	2,543
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,023	0,27	<l.d.	7,17
TiO <sub>2</sub>	<l.d.	0,193	<l.d.	0,966
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<l.d.	0,173	0,234	0,194
ThO <sub>2</sub>	59,759	42,16	50,595	39,627
ZrO <sub>2</sub>	<l.d.	<l.d.	0,255	5,265
Total	96,252	84,421	86,591	85,651

Nota: l.d., limite de détection.

- (1) Les yttrobéatites (fig. 3c) sont automorphes à subautomorphes, très peu métamictes et n'ont pas de halo d'altération ni de minéraux secondaires à leur périphérie; les teneurs en Pb, U et Ca varient légèrement au sein d'un même minéral.
- (2) Les euxénites (fig. 3d) sont subautomorphes à xénomorphes et présentent un cœur sain contenant 6 % UO<sub>2</sub> et moins de 2 % UO<sub>2</sub> à la périphérie. La périphérie des grains est plus calcique. Ils sont entourés d'un minéral secondaire fortement enrichi en U (36 % poids UO<sub>2</sub>), siliceux et moins riche en Nb que l'euxénite primaire.
- (3) Les polycrases (fig. 3e) contiennent 27 % poids UO<sub>2</sub> dans la partie saine du minéral (analyse 75-1). Le minéral est métamicté, et son gonflement a créé des fractures radiales le long desquelles apparaît un minéral secondaire ne contenant plus que 10 % poids UO<sub>2</sub>, enrichi en Ce et Si aux dépens du Nb et du Ti (analyse 75-2). Un autre minéral xénomorphe et de forme allongée parallèlement à la bordure du polycrase contient 49 % poids UO<sub>2</sub> et 25 % Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (analyse 75-3).

Le polycrase et l'euxénite sont donc marqués par une silicification et une perte d'uranium à la périphérie des grains et la formation de niobates d'uranium à quelques dizaines de micromètres des minéraux primaires.

Dans les granites à amphibole et dans les granites à biotite, les terres rares et l'uranium se trouvent également dans les allanites. Ces dernières sont altérées et produisent des néoformation de carbonates de terres rares à leurs périphérie (fig. 3b).

Dans les leucogranites, certaines thorites contiennent jusqu'à 12 % d'UO<sub>2</sub> (tableau 4). Un minéral de petite taille a été observé formant une auréole en périphérie d'un cristal de biotite chloritisée (fig. 3f). Riche en La, U et Ti, ce minéral n'est cependant pas assez homogène pour obtenir une analyse

quantitative. L'absence de niobotitanates à proximité de ce minéral laisse penser que l'uranium et les terres rares ont pu migrer à une grande échelle.

### Géochimie des roches totales

Les granites analysés sont riches en silice (SiO<sub>2</sub> > 70 %) et, pour la plupart, riches en potassium. Ils présentent des rapports Fe/Mg élevés et un fort enrichissement en ETR, U, K, Nb, Ta, Zr, Y (tableau 2). Les teneurs en fluor mesurées sur 10 échantillons varient de 2 % à 4 % poids. La fluorite n'a été identifiée que sur deux échantillons, mais en très faible quantité, et sous forme de petits cristaux isolés.

Les granites de la région de Kwyjibo appartiennent aux séries potassiques à shoshonitiques. Les teneurs en Y et Nb indiquent que ces granites appartiennent aux granites intra-plaques (fig. 4a). Dans le diagramme Rb/Nb versus Y/Nb (Eby 1992) (fig. 4b), la majorité des échantillons se localise dans le champ des granites anorogéniques de type rift intra-plaques.

### Granites à amphibole

Ces granites montrent une composition variant de granodiorite à granitique. Ils sont pauvres en K et riches en Na. Ils suivent une lignée de différenciation intermédiaire entre les lignées subcalcaire potassique et calcoalcaline. L'uranium et le niobium sont corrélés positivement (fig. 4c). Les granites à amphibole ont un rapport U/Th constant compris entre 3 et 4 croissant légèrement avec la différenciation. Les teneurs en U et Th semblent donc uniquement contrôlées par la différenciation magmatique. Les teneurs en U ne sont pas corrélées à Ce ni La, en accord avec les observations pétrographiques (fig. 4d). Les terres rares sont essentiellement contenues dans les allanites et monazites pauvres en uranium.

### Granites à biotite

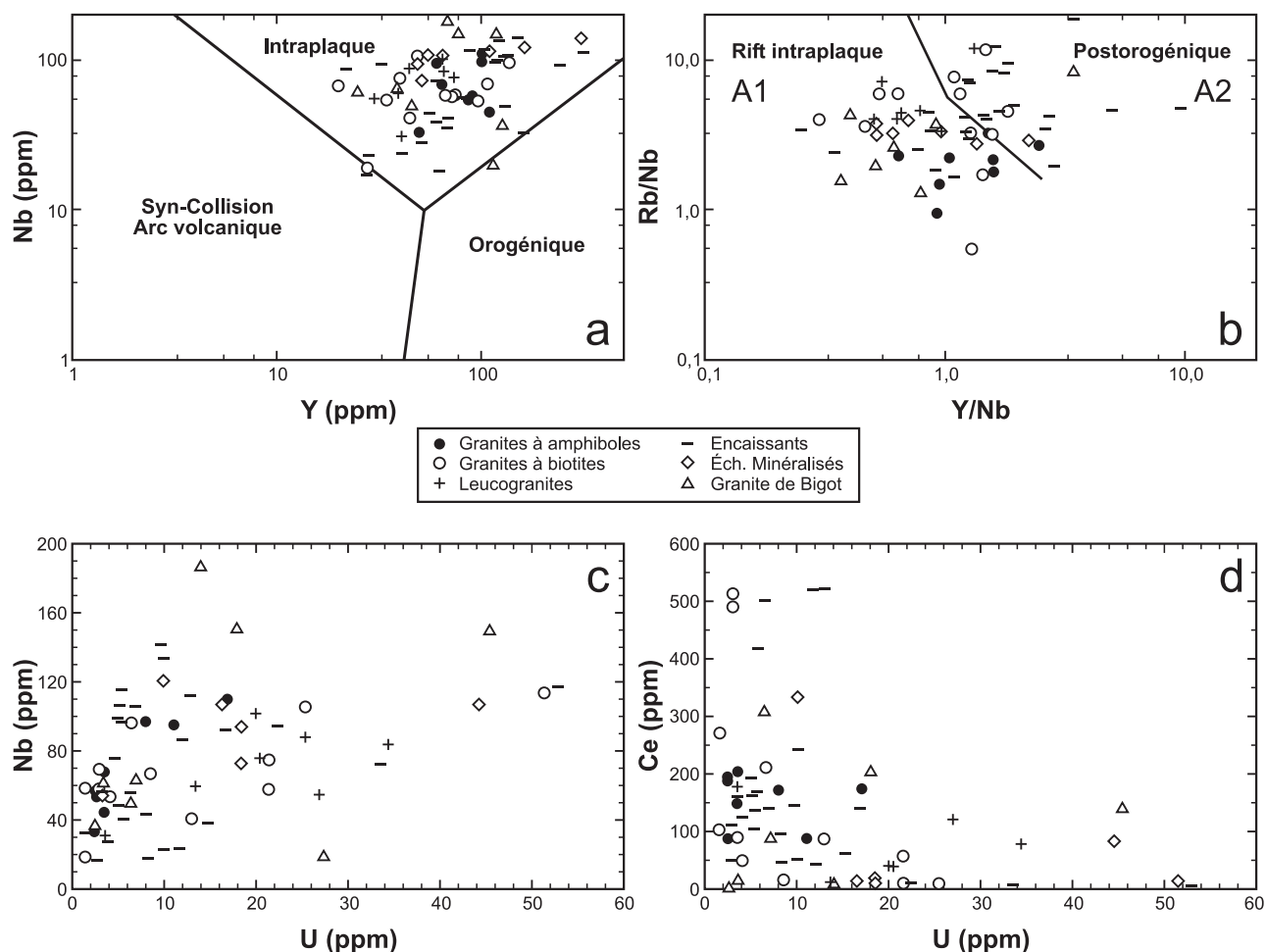
Ils sont essentiellement métalumineux à peralumineux (A/CNK < 1,1). Les granites à biotite sont riches en K et pauvres en Na, sauf un échantillon albitisé. La plupart des éléments en traces ont des comportements et des teneurs proches de celles des granites à amphibole.

Les granites à biotite ont des teneurs en U inférieures ou égales à 20 ppm. La teneur en U augmente avec la différenciation sans corrélation avec les terres rares légères, ce qui indique que ces éléments sont contenus dans deux phases différentes.

### Leucogranites

Les leucogranites sont peralumineux à métalumineux. Leur composition modale varie d'adamellite à granite. Cette évolution n'est pas nécessairement magmatique et pourrait être due à une albitisation tardive. Leurs teneurs en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sont comprises entre 1 % et 2,15 % poids. Les teneurs en Zr, Th, La et K<sub>2</sub>O décroissent avec la différenciation, ce qui est caractéristique des granites fortement peralumineux, la solubilité des phases accessoires (zircon, monazite) décroissant avec l'accroissement du caractère peralumineux des magmas. Ils montrent des tendances de différenciation différentes des autres familles de granites avec notamment des teneurs plus élevées en U, Rb, Ta et plus faibles en Zr à teneur en SiO<sub>2</sub> ou Mg égales. Les teneurs en U varient de 3,5 à 34,5 ppm avec une moyenne de 20 ppm. La quasi-totalité des valeurs

**fig. 4.** Diagrammes géochimiques des granites de la région de Kwyjibo. Caractère intraplaque des granites de la région de Kwyjibo dans le diagramme Nb versus Y (Pearce et al. 1984). Caractère anorogénique des granites de la région de Kwyjibo dans le diagramme Rb/Nb versus Y/Nb (Eby 1992). Corrélation positive du Nb et de U. Absence de corrélation de U et de Ce.



excède 13 ppm, soit trois fois la moyenne crustale (Shaw et al. 1967).

Les rapports U/Nb sont constants (environ 0,3) (fig. 4c) ainsi que les rapports Ce/U = 3 (fig. 4d). Ceci confirme les observations minéralogiques qui montrent l'association l'uranium, terres rares légères et Nb dans les bétafites, polycrases et les euxénites. Cela explique également un rapport U/Th non constant (fig. 5a), les niobotitanates ne contenant que très peu de Th.

#### Granite de Bigot

Le granite de Bigot présente une composition adamélique à granitique. Il appartient au champ des leucogranites mais il est très faiblement peralumineux. L'échantillon 90 se distingue par une composition syénitique très sodique et des teneurs de 2320 ppm Zr, 882 ppm Th, et 3600 ppm Ce.

Comme pour les granites à biotite, les variations très importantes du fractionnement des spectres de terres rares reflètent vraisemblablement davantage une altération des phases porteuses de terres rares plutôt qu'un fractionnement magmatique. L'uranium est bien corrélé au Th avec un rapport Th/U voisin de la moyenne crustale, sauf pour l'échantillon 86 nettement enrichi en U (45,5 ppm).

#### Métatufs

Les compositions normatives des roches encaissantes correspondent à celles de rhyolites et de rhyolites alcalines, voire peralcalines pour quelques échantillons. Elles sont enrichies en potassium (6 % à 10 % poids  $K_2O$ ). Les teneurs en  $Fe_2O_3$  varient de 3 % à 45 % poids reflétant l'enrichissement en magnétite d'origine hydrothermale. Ces métatufs montrent des rapports Th/U très variables avec un enrichissement en U (fig. 5a). Certains échantillons ont des teneurs élevées en ETR, Zr et Y (720 ppm) rappelant ceux des leucogranites. Les spectres de terres rares sont peu fractionnés avec une légère anomalie négative en Eu et sont semblables à ceux des granites à amphibole.

#### Minéralisations

Notre étude portera principalement sur les minéralisations en uranium et en terres rares, et sur l'origine de certaines brèches porteuses de la minéralisation.

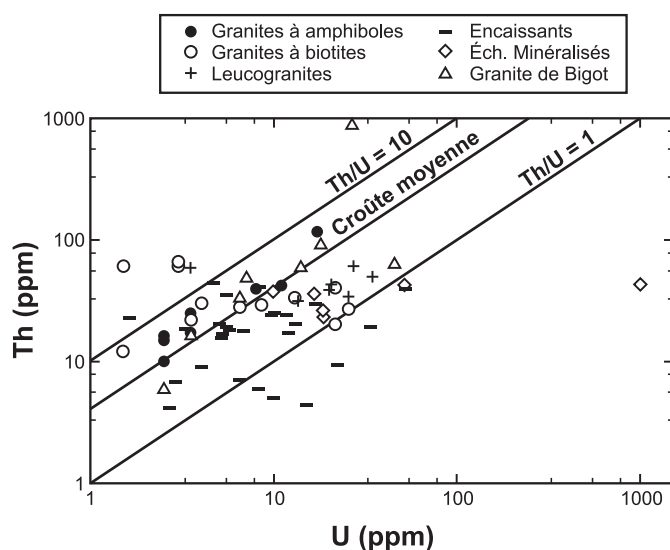
#### Brèches à magnétite

Les brèches ont été observées dans les indices Malachite et Andradite au nord, Josette, Fluorite et Grabuge au sud. Dans les carottes de forages, la magnétite se présente sous



**Tableau 5.** Principales caractéristiques des brèches à magnétite du secteur de Kwyjibo.

Indice	Description des brèches				
	Granulométrie	Morphologie	Extension	Nature	Fabrique
Grabuge	Hétérogène	Peu ou pas de corrosion	Faible à moyenne	Monomictite	Zone de déformation
Andradite	Hétérogène à blocs rectangulaires	Corrosion assez marquée	Forte	Principalement monomictite	Déformée (2 <sup>e</sup> bréchification de la magnétite)
Malachite	Hétérogène à blocs triangulaires	Corrosion marquée	Forte	Localement polymictite	Déformée

**fig. 5.** Relations entre Th et U sur les granites de Kwyjibo et leur encaissant.

plusieurs faciès, depuis des stockwerks à des filons avec magnétite disséminée dans l'encaissant, et des niveaux de brèches stratiformes. La magnétite apparaît également en éléments dans les faciès tuffacés, en veinules et en ciment de brèches. L'analyse détaillée des brèches a été réalisée avec une approche quantitative, basée sur la nature pétrographique des fragments, leur granulométrie, leur degré de corrosion et le rapport fragments/ciment (Jébrak 1997).

Les types de brèches de Kwyjibo sont relativement variées (tableau 5; fig. 6). Certaines sont des brèches hydrauliques, indicatives de forte pression fluide en milieu confiné. Elles sont clairement antérieures à la déformation puisqu'elles sont déformées (fig. 6d). Sur les indices Malachite et Andradite, les brèches montrent de fortes variations granulométriques (fig. 6a) qui témoignent soit d'une hétérogénéité du milieu initial, soit d'un processus initial de fragmentation à forte énergie (explosion ou processus tectonique; Jébrak 1997). On remarque très souvent des fragments rectangulaires présentant un rapport de forme (largeur/longueur) assez constant, de l'ordre de 1 pour 3 (Andradite). Ce rapport a été naturellement modifié par l'aplatissement consécutif à la déformation, mais son caractère constant doit trouver une autre

explication. L'organisation spatiale de fragments observée près des indices Grabuge et Andradite (fig. 6c et 6d) suggère une fragmentation in situ sans déplacement des blocs. La brèche pourrait donc correspondre à la fragmentation de niveaux lithologiques de puissance variable. La fragmentation est alors proportionnelle à la puissance des lits. Ce processus a été bien documenté dans les séries gréseuses et carbonatées (Cooke et Underwood 2001) et conduit à des fragments ayant des rapports de forme constants. Le style de fragmentation à Andradite témoigne également du caractère stratifié des roches encaissant la minéralisation.

Au sein d'une même brèche, les fragments montrent différents degrés de corrosion. Cela indique un temps de résidence différent pour certains fragments et donc l'équivalent d'un caractère polymictite (Lorilleux et al. 2002). Il semble donc y avoir eu localement un mouvement des fragments dans les conduits bréchiques, un processus nécessitant de larges ouvertures. Ce processus est plus important dans la zone Nord que dans la zone Sud, où les brèches semblent moins évoluées (indice Andradite; fig. 6d).

Les brèches de Kwyjibo apparaissent ainsi caractéristiques d'une mise en place par fragmentation progressive de certains niveaux. Le caractère polymictite peut s'expliquer par des effondrements locaux. Un tel type de fragmentation ne requiert pas de pression particulièrement élevée pour son développement. La figure 7 propose un modèle pour la formation des principales brèches de la région de Kwyjibo. Ce modèle s'applique en particulier aux brèches des indices Malachite et Andradite.

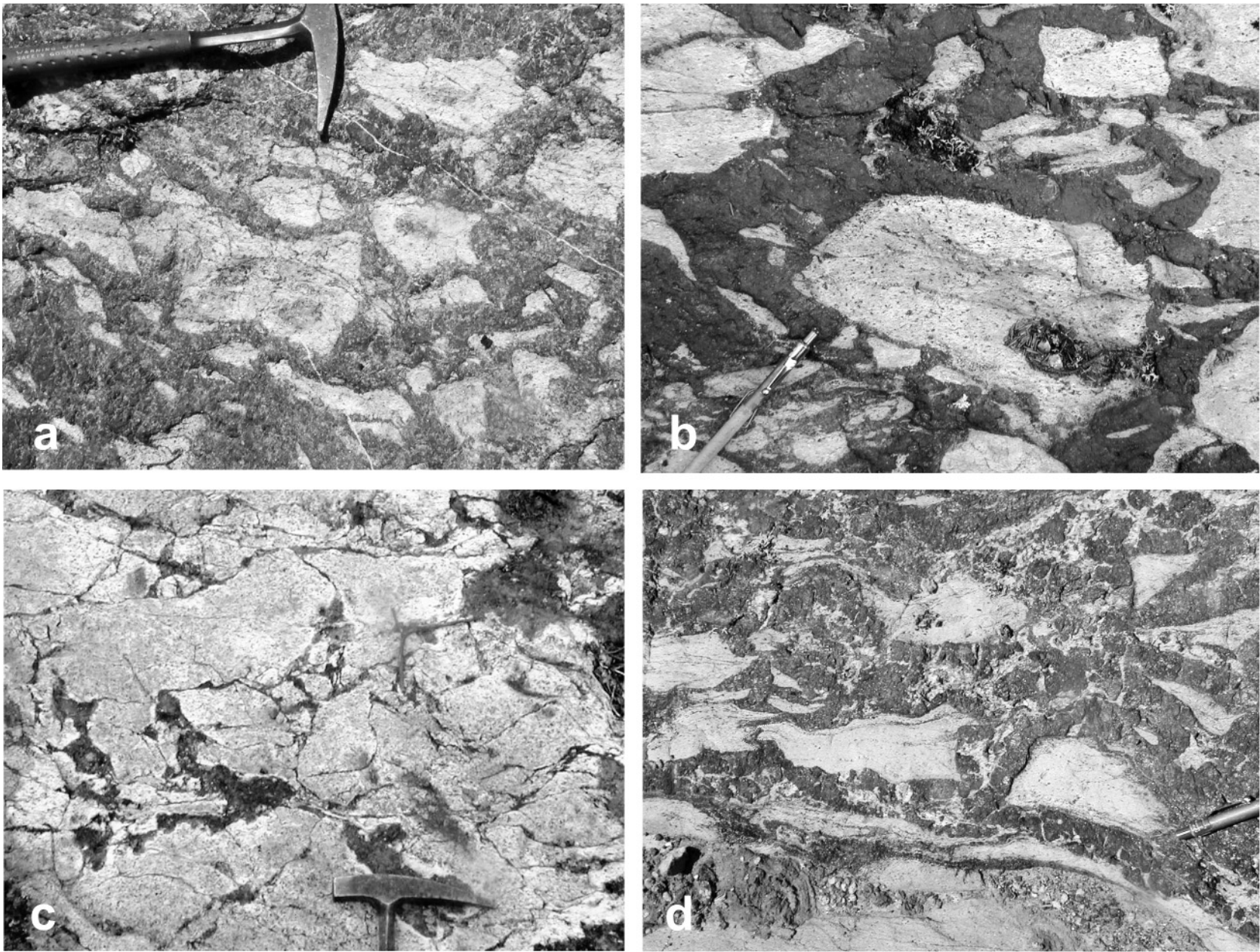
### Minéraux d'uranium et de terres rares

Les terres rares se trouvent essentiellement dans les allanites. Les autres minéraux décrits sont : bastnaesite, britholite, kinosite, monazite, perovskite, pyrochlore, thorite, uraninite et xénotime (Cayer 2001), et de l'apatite, également associée à la magnétite.

L'uranium est essentiellement localisé dans l'uraninite. Ainsi, dans le sondage 94-07 effectué sur l'indice Josette, l'uranium se trouve sous forme d'uraninites cubiques alignées dans des fractures recoupant les andradites (fig. 4g). Les uraninites sont entourées d'un anneau de destruction de 25 à 30 µm, occupé par des minéraux argileux non identifiés, résultant de la destruction des grenats ou des feldspaths environnants par les effets de recul et le rayonnements alpha. Les uraninites sont pauvres en thorium (0,15 % et 0,9 % poids ThO<sub>2</sub>, tableau 6). Les rapports U/Pb dans les uraninites varient entre 5,6 et 72, cependant la grande majorité des échantillons ont un rapport compris entre 5,6 et 5,8.

En périphérie de certains cristaux d'uraninite, on observe une perte presque totale du plomb, un enrichissement en Ca

**fig. 6.** Faciès bréchiques dans les indices à Cu–Au–U–ETR de Kwyjibo. (A) Fragments de métatufs à granulométrie très variable et fortement corrodés. Indice Malachite. (B) Fragments montrant un découpage des blocs sub en place, et une corrosion par les fluides hydrothermaux. Indice Andradite. (C) Fragmentation in situ des métatufs et ciment de magnétite. Indice Grabuge. (D) Fragmentation par un ensemble de veinules de magnétite. Le pointillé souligne le plissement serré d’une veinules sécant sur la stratification probable. Indice Andradite.





**Tableau 6.** Composition, en pourcentage massique d'oxyde, d'uraninites provenant de l'indice Josette.

	Uraninitet	Uraninite	Uraninite-Si	Uraninite-Si
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<l.d.	<l.d.	<l.d.	0,708
SiO <sub>2</sub>	0,041	0,154	8,46	8,223
Na <sub>2</sub> O	<l.d.	0,036	0,276	0,193
K <sub>2</sub> O	0,2	0,204	0,19	0,222
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<l.d.	0,01	0,049	<l.d.
FeO	0,233	0,463	1,014	1,387
MnO	0,019	<l.d.	0,176	0,076
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,065	<l.d.	0,147	0,608
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,195	0,123	0,24	<l.d.
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,809	0,991	0,796	1,111
CaO	2,64	2,168	6,243	6,941
PbO	11,235	11,282	1,46	0,766
UO <sub>2</sub>	76,472	80,425	68,538	66,685
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,119	<l.d.	0,046	0,121
TiO <sub>2</sub>	0,022	0,016	<l.d.	<l.d.
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<l.d.	<l.d.	<l.d.	0,035
ThO <sub>2</sub>	0,307	0,946	1,423	<l.d.
ZrO <sub>2</sub>	<l.d.	<l.d.	<l.d.	0,116
Total	92,357	96,818	89,058	87,192

Nota: l.d., limite de détection.

et une silicification plus ou moins importante (uraninite-Si, tableau 6). Des très fins silicates d'uranium, de type coffinite s.l. sont développés le long de fractures ou de joints à partir des mêmes uraninites.

Il ne semble donc y avoir qu'un seul épisode de minéralisation en uranium à Kwyjibo. Cet épisode semble intimement lié à une génération de chalcopryrite et est suivi d'une remobilisation locale associée à la silicification.

## Conclusion

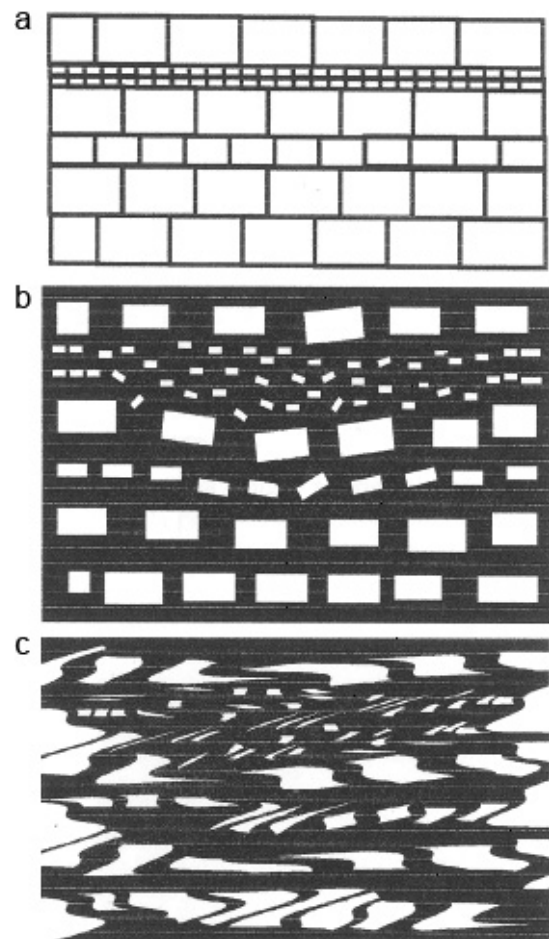
Les travaux réalisés à Kwyjibo permettent de préciser le contexte de mise en place des minéralisations et de discuter la nature de la minéralisation uranifère à Kwyjibo et plus généralement dans les gisements de type fer-oxydes.

## Contexte géologique

Les roches encaissantes des indices de Kwyjibo correspondent à des séries volcaniques bimodales recoupées par des plutons de différentes compositions. Ainsi, on peut reconnaître des tufs (ignimbrites), des tufs à blocs felsiques et des niveaux d'amphibolite. Il pourrait donc s'agir d'un complexe volcanique bimodal. Les granites sont métalumineux ferro-potassiques, anorogéniques, correspondant à du magmatisme de rift ou de point chaud. Ces granites à deux feldspaths sont donc des granites subsolvus ayant cristallisé avec une forte pH<sub>2</sub>O et ayant donc pu générer des systèmes hydrothermaux. Ils sont enrichis en ETR, U, Th, F. On distingue trois groupes :

- (1) les granites à amphibole et ceux à biotite ont des caractéristiques très proches et semblent appartenir à une même lignée magmatique; il pourrait s'agir de plutons de la même série, mais mis en place à des niveaux différents ou ayant subi un métamorphisme plus intense. Ces granites montrent des magnétites

**fig. 7.** Modèle de formation des brèches à magnétite de Kwyjibo : (A) fracturation régulière en fonction de la puissance des unités lithologiques, guidée par la lithologie formant des fragments rectangulaires à granulométrie variable. (B) remplissage et remplacement local par de la magnétite; effondrements locaux par dissolution des métatufs. (C) phase de déformation avec plissement isoclinal. Comparer avec la figure 4d.



primaires titanifères et des magnétites secondaires ne contenant pas de Ti et auxquelles sont associées des titanites. Ces granites représentent une source potentielle de chaleur et de métaux pour la première phase de minéralisation de type fer-oxyde. Le caractère hydraulique des brèches indique une mise en place dans un contexte de faible perméabilité.

- (2) les leucogranites constituent les plutons étirés ENE–WSW et alignés suivant une bande de même direction dans le prolongement des indices; ils forment des dykes à proximité des indices. Ils se distinguent des autres granites par des teneurs plus faibles en Fe, Zr, Hf et ETR et des teneurs plus élevées en uranium; cet enrichissement primaire en ETR, F et U, est porté principalement par des niobotitanates d'Y, U et ETR. Les minéraux métamictisés montrent une altération post-magmatique qui a remobilisé l'uranium et les terres rares.
- (3) Le granite de Bigot est un pluton circulaire tardi-tectonique recoupant le complexe de Matamec. Il contient une zone

de composition syénitique albitisée et fortement enrichie en terres rares, Zr, Tb, Th et U, Hf, Rb, Ta dans laquelle les terres rares et l'uranium sont contenus dans les monazites.

### Relation plutonisme–minéralisation et source de l'uranium

Les minéralisations de type fer-oxydes montrent souvent un fort contrôle magmatique. Ainsi, dans le district de Kwyjibo, les fortes teneurs en F, Fe, U, ETR des magmas suggèrent qu'ils puissent avoir un lien avec les minéralisations. De plus, les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  de 5 ‰ à 9 ‰ mesurées sur des magnétites de l'indice Josette (Clark 2003) impliquent également une contribution magmatique des fluides. La présence de molybdénite et de fluorite dans la paragenèse rappelle les gisements d'uranium associés aux calderas, tels ceux de Streltsovka en Transbaïkalie (Chabiron et al. 2003), de Mc Dermitt en Oregon (Dayvault et al. 1985; Noble et al. 1988), et de Ben Lomond en Australie (Bain 1977). La minéralogie des terres rares de Kwyjibo rappelle également étroitement celle de Mount Painter (South Australia), avec monazite (Ce), xenotime (Y), Fe–U–Nb euxénite, et fluorapatite, dans un contexte épithermal (Brugger et al. 2003).

Les leucogranites de la région de Kwyjibo montrent un fort enrichissement primaire en uranium. Toutefois, le rapport U/Th élevé témoigne d'un faible lessivage dans les échantillons étudiés (Cuney et al. 1989). Les études minéralogiques dans les plutons montrent que les remobilisations tardives de l'uranium se produisent après la métamictisation des niobotitanates. Il s'agit d'un processus lent qui implique que cette remobilisation soit postérieure de plusieurs dizaines de millions d'années à la mise en place du magma et n'est donc pas due à des fluides tardi-magmatiques. Il pourrait donc s'agir d'une remobilisation lors du métamorphisme ou d'événements tectoniques tardifs, marqués par la dernière phase de minéralisation.

Les enrichissements en uranium observés à Kwyjibo sont ainsi les marqueurs de plusieurs éléments rencontrés dans d'autres gisements de type fer-oxydes : une source régionale enrichie en uranium, des concentrations précoces en magnétite à caractère magmatique, syn- à post-volcaniques, et une mise en place hydrothermale tardive disjointe de la concentration en fer.

### Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier COGEMA ressources pour le financement de cette étude et plus particulièrement : P. Bruneton, C. Caillat, R. Mathieu, J. Reyx pour leurs conseils et discussions sur le terrain et en laboratoire; S. Genest et l'équipe d'Omegalpha pour leur aide logistique; T. Clark, A. Gobeil et P. Verpaelst du ministère des Ressources naturelles du Québec pour les échantillons et leurs informations sur Kwyjibo et la géologie régionale ainsi que Soquem. M. Laithier a contribué aux figures. M.J. remercie le Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie (CRSNG) pour son appui à l'étude de la fragmentation dans les systèmes hydrothermaux. Les relecteurs des Presses scientifiques sont remerciés pour leur relecture attentive qui a permis de grandement améliorer la version initiale.

### Bibliographie

- Bain, J.H.C. 1977. Uranium mineralisation associated with late Palaeozoic acid magmatism in northeast Queensland. *Journal of Australian Geology and Geophysics*, **2** : 137–147.
- Brugger, J., Ansermet, S., et Prig, A. 2003. Uranium minerals from mount Painter, Northern Flinders Ranges, South Australia. *Australian Journal of Mineralogy*, **9** : 15–31.
- Cathelineau, M. 1986. The hydrothermal alkali metasomatism effects on granitic rocks: quartz dissolution and related subsolidus changes. *Journal of Petrology*, **27** : 945–965.
- Cayer, A. 2001. Caractérisation minéralogique des lithologies, des altérations et des minéralisations d'oxydes de fer, de cuivre et terres rares de la propriété « Kwyjibo », Côte-Nord (Québec), province géologique de Grenville. Mémoire de Maîtrise, Université du Québec à Montréal, Qué., 71 p.
- Chabiron, A., Cuney, M., et Poty, B. 2003. Possible uranium sources for the largest uranium district associated with volcanism: the Streltsovka caldera (Transbaikalia, Russia). *Mineralium Deposita*, **38** : 127–140.
- Chevé, S., Gobeil, A., Clark, T., Corriveau, L., Perreault, S., Dion D.-J., et Daigneault, R. 1999. Géologie de la région du Lac Manitou (221/14). Ministère des ressources naturelles, Québec, Rapport RG 99-02.
- Chevé, S., Gobeil, A., Clark, T., et Togola, N. 2001. Géologie de la rivière Beaune et des lacs à l'Aigle et Canatiche. Ministère des ressources naturelles, Québec. Rapport RG 2001-03.
- Clark, T. 2003. Métallogénie des métaux usuels et précieux, des éléments radioactifs et des éléments de terres rares, région de la Moyenne Côte Nord. *Dans* Géologie et ressources minérales de la partie est de la province de Grenville. Ministère des ressources naturelles, Québec. Rapport DV 2002-03.
- Cooke, M.L., et Underwood, C.A. 2001. Fracture termination and step-over at bedding interfaces due to frictional slip and interface opening. *Journal of Structural Geology*, **23** : 223–238.
- Cuney, M., Friedrich, M., Blumenfeld, P., Bourguignon, A., Boiron, M.C., Vignerresse, J.L., et Poty, B. 1989. Metallogenesis in the French part of the Variscan orogen. Part I : U-preconcentrations in the pre-Variscan and Variscan formations — A comparison with Sn, W and Au. *Tectonophysics*, **177** : 39–57.
- Dayvault, R.D., Castor, S.B., et Berry, M.R. 1985. Uranium associated with volcanic rocks of the McDermitt caldera, Nevada and Oregon. *Dans* Uranium deposits in volcanic rocks. Proceedings of a Technical Committee Meeting, Panel Proceedings Series, International Atomic Energy Agency (IAEA), Vienna, Austria, STI/PUB/690, p. 379–409.
- Dion, D.-J., et Gobeil, A. 2003. Le champs magnétique régional. *Dans* Géologie et ressources minérales de la partie Est de la province de Grenville. Ministère des Ressources Naturelles, Québec. Rapport DV 2002-03.
- Eby, G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, **20** : 641–644.
- Edfelt, A., Eilu, P., Martinsson, O., Niiranen, T., et Weihed, P. 2004. The Northern Fennoscandia IOGC-province. *SGA News*, **18** : 4–9.
- Emslie, R.F., et Hunt, P.A. 1990. Ages and petrogenetic significance of igneous mangerite-charnockite suites associated with massif anorthosites, Grenville Province. *Journal of Geology*, **98** : 213–232.
- Gauthier, M., Chartrand, F., Cayer, A., et David, J. 2004. The Kwyjibo Cu–REE–U–Au–Mo–F Property, Quebec: a Mesoproterozoic polymetallic iron oxide deposit in the Northeastern Grenville Province. *Economic Geology*, **99** : 1177–1196.
- Ghandi, S.S. 1978. Geological setting and genetic aspects of ura-

- nium occurrences in the Kaipokok Bay-Big river area, Labrador. *Economic Geology*, **73** : 1492–1522.
- Gobeil, A., Chev  , S., Clark, T., Corriveau, L., Perreault, S., Dion D.-J., et Nabil, H. 1999. Géologie de la région du Lac Nipisso. Ministère des ressources naturelles, Québec. Rapport RG 92-02.
- Gower, C.F. 1996. The evolution of the Grenville Province in Eastern Labrador, Canada. *Dans* Precambrian crustal evolution in the North Atlantic region. *Sous la direction de* : T.S. Brewer and B.P. Atkin. Geological Society (of London), Special Publication 112, p. 197–218.
- Haynes, D.W. 2000. Iron oxide copper(–gold) deposits : their position in the ore deposit spectrum and modes of origin. *Dans* Hydrothermal iron oxide copper–gold and related deposits: A global perspective. *Sous la direction de* : T.M. Porter. Australian Mineral Foundation, Adelaide, Australia, p. 71–90.
- Hildebrand, R.S. 1986. Kiruna-type deposits: their origin and relationship to intermediate subvolcanic plutons in the Great Bear magmatic zone, Northwest Canada. *Economic Geology*, **81** : 640–659.
- Hitzman, M.W., Oreskes, N., et Einaudi, M.T. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu–U–Au–REE) deposits. *Precambrian Research*, **58** : 241–287.
- Hogart, D.D. 1977. Classification and nomenclature of the pyrochlore group. *American Mineralogist*, **62** : 403–410.
- Hopper, D., et Correa, A. 2000. The Panulcillo and Teresa de Colmocer deposits: two contrasting examples of Fe–Ox Cu–Au mineralisation from the Coastal Cordillera of Chile. *Dans* Hydrothermal iron oxide copper–gold and related deposits: A global perspective. *Sous la direction de* : T.M. Porter. Australian Mineral Foundation, Adelaide, Australia, p. 177–189.
- Jébrak, M. 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore geology reviews*, **12** : 111–134.
- Karlstrom, K.E., Ah  ll, K.-I., Harlan, S.S., Williams, M.L., McLelland, J., et Geissman, J.W. 2001. Long-lived (1.8–1.0 Ga) convergent orogen in southern Laurentia, its extension to Laurentia and Baltica, and implications for refining Rodinia. *Precambrian Research*, **111** : 5–30.
- Lorilleux, G., Jébrak, M., Cuney, M., et Baudemont, D. 2002. Polyphased hydrothermal breccias associated with unconformity type uranium mineralization (Canada): from fractal analysis to structural significance. *Journal of Structural Geology*, **24** : 323–338.
- Machado, G. 1999.   tude géochimique et pétrologique de quatre intrusions granitiques dans le Terrain de Wakeham, Province de Grenville, Québec. Mémoire de thèse de maîtrise, Université du Québec    Chicoutimi, Qu  .
- Madore, L., Verpa  st, P., Brisebois, D., Choinière, J., Dion, D.-J., et David, J. 1997. Géologie de la région du Lac Cormier (12N/04). Ministère des ressources naturelles, Québec. Rapport RG 96-05.
- McLelland, J., Hamilton M., Selleck G., McLelland, J., Walker, D., et Orrell, S. 2001. Zircon U–Pb geochronology of the Ottawan region, Adirondak, Highland, New York: regional and tectonic implications. *Precambrian Research*, **109** : 39–72.
- Menard, J.-J. 1995. Relationship between altered pyroxene diorite and the magnetite mineralization in the Chilean Iron Belt, with emphasis on the El Algarrobo iron deposits (Atacama region, Chile). *Mineralium Deposita*, **20** : 268–274.
- Noble, D.C., McCormack, J.K., McKee, E.H., Silberman, E.H., et Wallace, A.B. 1988. Time of mineralization in the evolution of the McDermitt caldera complex, Nevada–Oregon, and the relation of middle Miocene mineralization in the northern Great Basin to coeval regional basaltic magmatic activity. *Economic Geology*, **83** : 859–863.
- Nyström, J.-O., et Henriquez, H. 1994. Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden: Ore texture and magnetite geochemistry. *Economic Geology*, **89** : 820–839.
- Oliver, N.H.S., Pearson, P.J., Holcombe, R.J., et Ord, A. 1999. Mary Kathleen metamorphic-hydrothermal uranium-rare-earth element deposit: ore genesis and numerical model of couple deformation and fluid flow. *Australian Journal of Earth Sciences*, **46** : 467–484.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., et Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **4** : 956–983.
- Perring, C.S., Pollard, P.J., et Nunn, A.J. 2001. Petrogenesis of the Squirrel Hill granite and associated magnetite-rich sill and vein complex: Lightning Creek prospect, Cloncurry district, Northwest Queensland. *Precambrian Research*, **106** : 213–238.
- Pollard, P.J., Mark, G., et Mitchell, L.C. 1998. Geochemistry of post-1540 Ma granites in the Cloncurry District, Northwest Queensland. *Economic Geology*, **93** : 1330–1344.
- Reeve, J.S., Cross, K.C., Smith, R.N., et Oreskes, N. 1990. Olympic Dam. Copper–Uranium–Gold–Silver Deposit. *Dans* Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea. *Sous la direction de* : F.E. Hughes. Melbourne, Australia, p. 1009–1035.
- Requia, K., et Fontbot  , L. 2000. The Salobo iron oxide copper–gold deposit, Carajas, northern Brazil. *Dans* Hydrothermal iron oxide copper–gold and related deposits: A global perspective. Australian Mineral Foundation, Adelaide, Australia, p. 225–236.
- Rivers, T., et Corrigan, D. 2000. Convergent margin on southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic: tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **37** : 359–383.
- Rivers, T., Martignole, J., Gower, C.F., et Davidson, A. 1989. New tectonic divisions of the Grenville Province, Southeast Canadian shield. *Tectonophysics*, **8** : 63–84.
- Saint Germain, P., et Corriveau, L. 2003.   volution magmatique et géochimique des gabbro‐nites et des monzonites du complexe de Matamec, région de Sept‐Iles. *Dans* Géologie et ressources minérales de la partie est de la province de Grenville. Ministère des ressources naturelles, Québec. Rapport DV 2002-03.
- Shaw, D.M., Reilly, G.A., Muysson, J.R., Pattenden, G.E., et Campbell, F.E. 1967. An estimate of the chemical composition of the Canadian Precambrian Shield. *Canadian Journal Earth Science* **4** : 829–853.
- Sillitoe, R.H. 2003. Iron oxide–copper–gold deposits: an Andean view. *Mineralium Deposita*, **38** : 787–812.
- Song, X., Samson, I.M., et Fryer, B.J. 2002. Fluid inclusion data from the Pea Ridge Fe-oxide–REE deposit, Missouri. Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada, Programme et R  sum  s; Saskatoon, Sask., p. 112.
- Vidal, C., Injoque-Espinoza, J., Sidder, G.B., et Mukasa, S.B. 1990. Amphibolitic Cu–Fe Skarn deposits in the central coast of Peru. *Economic Geology*, **85** : 1447–1461.
- Volkert, R.A. 1993. Geology of the Middle Proterozoic rocks of the New Jersey Highlands. *Dans* Geologic traverse across the Precambrian rocks of the New Jersey Highlands. *Sous la direction de* : J.H. Puffer. Geological Association of New Jersey Annual Meeting, 10th, Field guide and proceedings, p. 23–35.
- Wilton, D.H.C., et Longerich, H.P. 1993. Metallogenic significance of trace element and U–Pb isotope data for uraninite-rich mineral separates from the Labrador Central Mineral Belt. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, **30** : 2352–2365.